ISSN 1009-2722 CN37-1475/P

海洋地质前沿 Marine Geology Frontiers

第 29 **卷第** 9 期 Vol 29 No 9

文章编号:1009-2722(2013)09-0001-08

现代大洋铁盐投放实验 对古海洋学研究的启示: 白垩纪大洋红层产生的背景与机制

张振国1,2,3,段杏宽1,2,高莲凤1,2,3,王春磊4,冷春鹏1,2,崔 岳1,2

(1 河北联合大学矿业工程学院,河北唐山 063009;2 河北联合大学地层古生物研究中心,河北唐山 063009; 3 河北省矿业开发与安全技术重点实验室,河北唐山 063009;4 河北联合大学信息工程学院,河北唐山 063009)

摘 要:白垩纪大洋红层代表典型的深水富氧沉积环境,笔者从现代海洋铁盐投放实验入手,探讨了大洋红层的产生机制,论述了铁元素在白垩纪大洋富氧环境发生过程中的作用。白垩纪剧烈的岩浆活动在海底产生大量的富含铁元素的基性和超基性岩石,在与海水发生反应时,岩石中的铁元素进入海水中。海水中的铁元素是海洋浮游植物宝贵的营养盐类,其含量的增加可激发浮游植物的爆发性繁盛,而这一生命过程可以吸收海水中大量的 CO_2 ,并且产生巨量的 O_2 。伴随海水中溶解 O_2 浓度的不断升高,以富含 Fe^{3+} 的红色沉积物为特征的海洋富氧环境出现。中、晚白垩世大洋红层的产生是一个与火山活动密切相关、同时又涉及沉积学及生物—海洋地球化学作用的复杂过程。

关键词:古海洋学;铁盐投放试验;白垩纪;大洋红层;富氧过程与机制中图分类号:P736.2 文献标识码:A

大洋富氧事件是近年来由中国地质学家开辟和引领的一个探讨白垩纪重大地质事件新的研究领域。以王成善为首的研究团队,在对比全球红层的基础上,于本世纪初提出的一个全新的地质概念,是 IGCP463/494 研究的重要内容,同时也是国家重点基础研究发展计划项目"白垩纪地球表层系统重大地质事件与温室效应"的一个重要组成部分[1]。大洋红层是指深海远洋、半远洋环境下,在富氧条件下形成的一套以红色一紫红色为主的沉积物。大洋红层内有机质含量低,岩

石类型包括灰岩、泥灰岩、钙质页岩、页岩/泥岩以及硅质岩,沉积环境主要以大陆斜坡一深水盆地为主^[2]。白垩纪大洋红层的产生,客观地记录和反映了该时期重大地质事件的发展过程,涉及到沉积机制、古海洋、古气候转变等诸多方面的因素。笔者以海洋地球化学、生物地球化学为出发点,结合现代海洋试验,阐述了铁元素在大洋环境富氧过程中的作用,从地球系统科学的角度探讨了中、晚白垩世大洋红层产生的背景与机制。

收稿日期:2013-03-09

基金项目:国家自然科学基金(40972079,41172015);国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2007CB411703)

作者简介:张振国(1967—),男,博士后、副教授,主要从事海洋地质、海洋资源和古海洋学等方面的教学与研究工作. E-mail: zzg0351@163.com

1 海洋铁元素在降低 CO₂过程中的 作用及其验证性实验

20 世纪 70 年代, Martin J H 在研究海水微量元素对浮游植物生长过程的影响时, 初步认识到铁元素可以有效地控制海洋的初级生产力, 从

而影响和控制全球气候,并提出了"铁元素假说 (Iron Hypothesis)"。该理论的核心是,对海洋中高营养低叶绿素 (HNLC, High Nutrient Low Chlorophyll)的区域,通过喷洒含铁元素的盐类,增加海水中 Fe 含量,促进浮游植物的迅速生长,消耗掉过剩的 $N_{\rm c}$ P 等营养盐,增加 CO_2 的消耗,加速 C 从海洋表层向深层输送,从而降低 CO_2 的浓度 C 从海洋表层向深层输送,从而降低 CO_2 的浓度 C 从 C 1993 年起,围绕该课题进行了一系列验证性海洋实验,证实了铁元素在海洋生态系统中所具有的重要作用 C 5-8 3。

1993 年 11 月,首次海洋铁盐喷洒实验 (IronEx I: the First Mesoscale Iron Enrichment Experiment) 在 加 拉 帕 哥 斯 群 岛 (Galapagos Islands)南部约 500 km 的东太平洋海域进行,喷洒范围为 8 km×8 km,海水中 Fe 的浓度从约 0.05 nmol/L提高到了 4 nmol/L。对其连续 9 d 的现场监测发现,浮游植物生长速度得到一定程度提高,加铁之后的 $12\sim24$ h 中,光合作用的效率就有所增加,到 $2\sim3$ d 时,光合作用的效率达到最大值,初级生产力和叶绿素 a 浓度都达到了原来的 2 倍多。

1995 年 5 月, 第 2 次海洋铁盐喷洒实验 (IronEx II: the Second Mesoscale Iron Enrichment Experiment)在赤道东太平洋(4°S,104°W) 实施。研究区海水中铁元素的天然浓度为约 0.02 nmol/L。实验第 1 d,225 kg 铁盐(acidic iron sulphate)被投放于面积约 72 km²的海区内,海水 铁元素的浓度提高到了2 nmol/L。在第3 d和第 7 d 各有 112 kg 的铁盐被投放入海,用来维持海 水中铁的浓度。实验持续了19d,至结束时,实验 水体的中心位置向西漂移了约1 500 km (7°S,111°W),面积扩展到约 120 km²。实验开始 时叶绿素 a 的浓度为 0. 15 \sim 0. 20 μ g/L,至第 9 d 含量达到 $4 \mu g/L$, 为初始值的 20 多倍。硝酸盐 的绝对吸收率从实验开始时的<(10 nmol/L)/ h,提高到最大值的 133 (10 nmol/L)/h(第 6 d); 单位生物量对硝酸盐的吸收率是达到最初的 5~ 7倍(第6d和第8d);海水中CO2分压从实验开 始时的 51. 66 Pa(大气中 CO₂分压为 36. 45 Pa) 降低到 42. 24 Pa,约减少 9. 12 Pa(第 6 d 和第 8 d);试验区中心海洋—大气界面的 CO₂ 压差(ΔP CO₂)由 15, 19 Pa 降为 6, 08 Pa,降低幅度为 60%。

1999 年 2 月,南大洋铁盐现场投放实验 (SOIREE: Southern Ocean Iron Release Enrichment Experiment)在西南太平洋(61°S,140°E)实 施。实验海区表面混合层厚度达 65 m,混合层内 硝酸盐和磷酸盐浓度分别约为 $(25\pm1)\mu mol/L$ 和 $(1.5\pm0.2)\mu mol/L$,硅酸盐浓度约 (10 ± 0.4) μ mol/L,铁的浓度为(0.08±0.03)nmol/L,叶绿 素 a 浓度为 $0.25 \mu g/L$ 。在实验开始的 12 h 之内 3 813 kg 的 FeSO₄ • 7H₂O 被抛洒在约 50 km²的 海域内,海水中铁的浓度增加到 3 nmol/L。当铁 的浓度耗减至 0. 3 nmol/L 时,分别在第 4、6 和 8 d在实验水体再度释放铁盐(重量分别为 1 550、 1 550和 1 750 kg)。实验水体的面积在 24 h 后扩 散至 100 km²、在第 13 d 扩展达 200 km²。通过 实验效果监测发现,初级生产力、浮游植物的碳和 叶绿素 a 浓度等观测指标呈稳定增长,其中叶绿 素 a 的浓度增加了 6 倍,浮游植物碳增加了 3 倍, 对营养盐的吸收也有所增加。之后的卫星资料证 实,一个月后实验水体呈长 150 km、宽 4 km 的长 条状,叶绿素 a 的浓度是周围海区的 3 倍,水体中 浮游植物碳增加了约 600~3 000 t。

2001 年 7 月,由日本海洋研究机构在西北太平洋亚极地水域(48.5° N, 165° E)进行铁盐投放实验(SEEDS2001:Subarctic Pacific Iron Experiment for Ecosystem Dynamics Study),在 250 km^2 的研究区域,喷洒 $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{ O}$ 约 1.740 kg(含纯铁 350 kg),观测区硅藻属浮游植物生长旺盛,研究结果证实,大约 $1.720 \sim 3.880 \text{ t}$ C 被吸收,平均每千克铁可以促使 $4.9 \sim 11.1 \text{ t}$ 的 C 消耗。

2002 年多次观测实验在太平洋不同海域进行。1—3月,南大洋铁肥实验(the Southern Ocean Iron Experiment—SOFeX)成功实施,由蒙特利湾水族研究所和莫司兰丁海洋实验室发起的该项实验,有3艘实验船和76名科学家参与,在300 km²研究区,喷洒了铁盐的海水中,8周内初级生产力增加了十余倍,出现了超出预想科学目标的繁盛;7月,加拿大SOLAS项目执行,在东北太平洋亚极地海区进行了铁盐释放实验(SERIES: Subarctic Ecosystem Response to Iron Enrichment Study)。对77 km²的实验海域进行了26 d 的连续观测,喷洒铁盐后的48 h 起硅藻开始繁盛,峰值时

浮游植物的初级生产力提高了 20 倍。

2004年7月,日本海洋研究机构再次在西北 太平洋亚极地水域(48°N,166°E)进行铁盐投放 实验(SEEDS II: Subarctic Pacific iron Experiment for Ecosystem Dynamics Study II),尽管观 测区硅藻属浮游植物没有之前同类实验出现的爆 发性增值,有机碳和有机氮颗粒分别增加到 123 mg/m³和 23 mg/m³,叶绿素 a 浓度提高了约 3% \sim 45%,但生态系统中的异养菌群数量大幅度提 高,浮游动物群落(桡足类、异养腰鞭毛虫等)生长 旺盛。

迄今为止,不同国家仍有不少类似实验不断 进行,在此不再一一列举。乐观的研究认为:在 HNLC 区域 1. 259 万 km² 的范围内,通过喷洒铁 盐,20 d 内吸收的 CO_2 达(60~200) $\times 10^4$ t,相当 于陆地上 404. 686 万 m² 森林 40 年内吸收的 CO₂数量^[9]。

尽管 John Martin 的假说和海洋现场加铁实 验还存在不同程度的争议,但海洋中铁元素含量 的变化可以控制浮游植物的生长速率[10-17],从而 降低大气中 CO₂的浓度^[18-21]已经成不同研究领域 诸多科学家的共识。

白垩纪海洋中铁元素富集的来源 与讨程

铁元素在海洋表层的含量非常稀少[22-24],通 常低于 1 nmol/L^[25-28]。Johnsom 等^[25]在距离大 陆边缘 50 km 外的太平洋、大西洋 30 个站位所 采集的 354 个样品分析,表层水样铁的浓度均低 于 0. 2 nmol/L,平均含量为 0. 07 nmol/L,500 m 之下的平均浓度为 0.76 nmol/L。明显可以看出 海水中铁元素的浓度随着水深而增加[29]。

一般情况下,陆架和近海区域由于陆地风化 物源源不断的输入,海水中铁元素的浓度较 高[30],开阔大洋铁元素的补充主要依赖风力搬运 的沙尘,因而海水中铁元素的浓度较低[31]。无庸 置疑的是,深海大洋中铁元素还有另外一个重要 的来源,那就是发生在洋壳与水圈界面的物质交 换,即海水—玄武岩之间的物质交换,包括海底的 热液活动和玄武岩的海底风化等所造成的海洋岩 石圈铁元素的释放。这一过程在岩浆活动剧烈的

白垩纪中后期表现得尤其突出。

2.1 白垩纪岩浆活动的规模与程度

受全球构造运动的制约,白垩纪板块运动和 海底扩张空前活跃,引发了全球性的火山活动。 白垩纪中期,发生在海底大规模的火山活动,形成 了诸多规模宏大的海底溢流玄武岩高原[32,33]。 以 Ontong Java, Manihiki, Kerguelen, Caribbean 等洋底高原最具代表性。西南太平洋的 Ontong Java 海底高原岩浆岩的分布面积达 1.9× 10⁶ km²,加上毗邻的洋盆溢流玄武岩,总面积达 4. 27×10⁶ km²,占地球表面积的 0. 8%^[34],持续 的岩浆活动,造成该海域洋壳厚度达 33 km^[35], 体积达 56. 7×10⁶ km³,考虑因冷却和部分地区 俯冲而造成的损失,体积尚达 $44.4 \times 10^6 \text{ km}^{3[36]}$; Manihiki 海底高原的体积为 8. 8×106 km³(不包 括洋脊火山作用),若考虑洋脊火山作用,则体积 达 13. 6×10⁶ km^{3[37]}; Caribbean 海底高原的体积 为(5~40)×10⁶ km^{3[38]}。Manihiki 海底高原的 火山活动年龄为 123 Ma, Ontong Java 海底高原 火山活动年龄 121~90 Ma^[39], Kerguelen 海底高 原为 114~100 Ma 其岩浆活动的活跃期基本上 在白垩纪的中期[40]。同一时期,大洋中脊也以非 常高的速度扩张,大西洋中脊在 200 Ma 之内增 长 $7 \times 10^6 \text{ km}^{2[41]}$,活动高峰主要集中在 $120 \sim 80$ Ma 之间(图 1)。

2.2 海水—玄武岩的反应对海水中铁元素浓度 的影响

海水─玄武岩反应主要通过热液活动直接实 现铁元素从岩石圈到水圈的转移,以及通过海底 玄武岩的侵蚀风化,即海底风化实现[42,43]。其实 二者是同一过程的不同阶段,岩浆活动时期,海底 热液是海水一玄武岩的发生物质交换的主要途 径[44];喷发期结束后,玄武岩的蚀变则成为主要过 程。现代大洋中脊的热液系统是前者的代表,后者 则可见于地质时期形成的众多的海底高原[45]。

海水与玄武岩反应试验证实,在 250 \sim 500 ℃、100 MPa 条件下,样品中铁元素的浓度由 实验前的 0.69 mg/L(25 ℃),实验结束后达到 366. 60 mg/L,增加了 530 倍[46]。这样的温度— 压力条件在全球海洋环境中很容易得以实现。

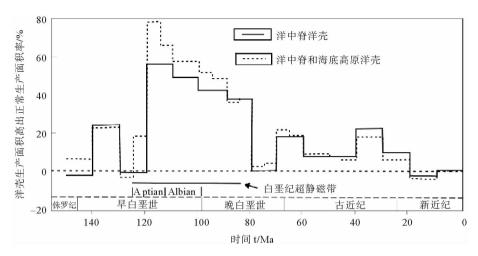


图 1 150 Ma 来大洋中脊玄武岩和海底高原玄武岩的生产量(据文献[37]修改)

Fig. 1 Magma production rates for the mid-ocean ridge basalt and the oceanic plateau basalt during the last 150 Ma (modified from reference [37])

DSDP 504B 和 ODP 896A 站位对海底火山岩观测,在海底之下(mbsf)深度 846~1 055 m 之间,温度为 $100\sim350$ °C;深度 $1500\sim2$ 111 m 之间,温度可达 $350\sim400$ °C以上,并推算全球每年至少有 8×10^9 mol/a热液产生[47]。 Mackey 等[48]通过对赤道西太平洋的 3 个航次的研究认为,源于西太平洋东向运行富含铁元素的赤道潜流的上涌控制着中太平洋和东太平洋的海洋生产力,上升流中铁元素则源自卑斯麦海域海底丰富的热液活动。Nishioka 等[49]对印度洋热液溶解铁的扩散范围的研究证实,以中印度洋洋脊为中心,在 3000 k/m的深度,热液溶解铁可以输送扩散到 3000 km之外,达到阿拉伯海盆的北部边界。

玄武岩的海底风化是大洋岩石圈铁元素进入水圈的另一重要途径,然而,由于海洋环境的特殊性,其玄武岩的结构与陆地上的相比较有显著的不同,典型的特征就是海底玄武岩由于快速冷却,表层一般包裹着厚度约 2~3 cm 玻璃质层,对内部成分形成有效的保护,阻止或延缓海水一玄武岩的物质交换^[50,51],微生物则成为改变该过程的重要角色。对 DSDP 396B、407、409、410A、648B和 ODP 834B等站位的研究发现,微生物(细菌)对洋底枕状熔岩表层玄武质玻璃的改造尽管过程缓慢,但作用巨大^[52-55](图 2)。

通过细菌的作用,铁元素可以从内部向表层 转移,最终完成与海水的元素交换^[56-57]。Jeffrey 和 Pilar 的研究发现,新鲜玄武质玻璃 FeO 的质量分数为 9. 45%,经过细菌的改造后,FeO 的质量分数降低到 4. 21%。对 ODP187 航次玄武岩岩心的研究,在 2. 5 Ma 之内,细菌可改造厚度为 $250~\mu$ m 的玄武质玻璃^[58]。对 DSDP/ODP 不同站位海底上部玄武岩(500 ± 200) m 岩心样品的研究显示,经过细菌 $10\sim20$ Ma 的改造, Fe^{3+}/Σ Fe 从 0. 15 ± 0.05 增加到 0. 45 ± 0.15 ,平均质量浓度达 $(8.0\pm1.3)\%^{[59]}$ 。

无论是海底热液活动,还是玄武岩的海底风化,都是海洋岩石圈中铁元素进入水圈的主要途径。白垩纪中晚期活跃的海洋火山作用,为铁元素大量进入海洋水体创造了良好的条件,为浮游植物的繁盛创造了良好的条件,也为大洋红层的形成奠定了基础。

3 结论

白垩世大洋红层呈规律性的出现在幼年的大西洋和特提斯洋西部广阔的范围内,反映了大范围的海水富氧的沉积环境[60-62]。从地球系统科学的角度和现代海洋实验分析,这一水体富氧过程不是单一的形成机制,是由岩石圈、水圈、大气圈和生物圈共同相互作用的结果。玄武岩的海底风化不仅可以使铁元素进入海洋水体,这一过程本身也可以降低海洋和大气中CO2的浓度[63]。

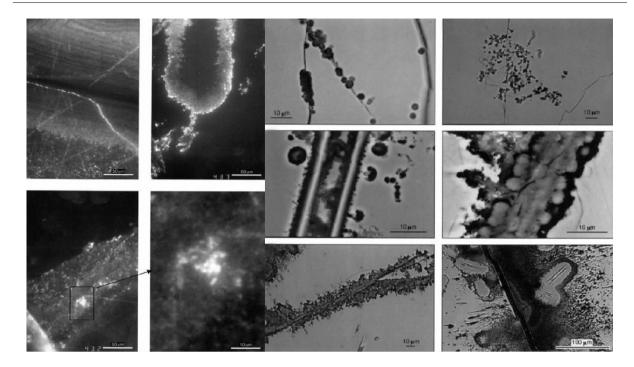


图 2 DSDP/ODP 不同站位枕状玄武岩玻璃质层细菌改造后的电子显微照片(据文献[55-58]修改)

Fig. 2 BSE-SEM photomicrographs of the inferred microbial-produced alteration textures in the glass rims of pillow lavas from different levels of DSDP/ODP Holes 407, 409, 410A, 396B, 648B (Atlantic Ocean), and 834B (Lau Basin) (modified from references [55-58])

但从本质上分析,大洋红层的产生,一个至关重要 的因素就是海洋岩石圈(洋壳)大量铁元素的释 放,从而形成了不同圈层相互作用完整的链条:大 规模岩浆活动→巨量铁镁质基性、超基性岩石产 生→热液、海水一玄武岩反应→铁元素进入海水 →浮游植物繁盛→CO₂被吸收、O₂释放到大气和 海水中→海洋富氧环境出现→红层产生。

致谢:中国地质大学(北京)万晓樵教授对本 文提出的宝贵意见,同时对文章进行了精心的审 阅和修正,在此表示衷心的感谢!

参考文献:

- [1] 王成善,李祥辉,胡修棉,等.特提斯喜马拉雅沉积地质与大 陆古海洋学[M]. 北京:地质出版社,2005.
- [2] 王成善,胡修棉. 白垩纪世界与大洋红层[J]. 地学前缘, 2005.12(2).11-21.
- [3] Martin J H, Fitzwater S E. Iron deficiency limits phytoplankton growth in the north-east Pacific subarctic[J]. Nature, 1988, 331:177-196.
- [4] Martin J H. Glacial-interglacial CO2 change: The iron hypothesis[J]. Paleoceanography, 1990,5:1-13.
- [5] Geider R J, LaRoche J. The role of iron in phytoplankton

- photosynthesis, and the potential for iron-limitation of primary productivity in the sea[J]. Photosynthesis Research, 1994, 39:275-301.
- [6] Wells M L, Price N M, Bruland K W. Iron chemistry in seawater and its relationship to phytoplankton[]]. Marine Chemistry, 1995, 48:157-182.
- [7] Hutchins D A. Iron and the marine phytoplankton community[M]// Round F E, Chapman D J. Progress in Phycological Research, [s. l.]: Biopress, 1998:1-9.
- [8] Price M L, Morel F M. Biological cycling of iron in the ocean[J]. Metal Ions in Biological System, 1998, 35:1-36.
- [9] Michael Markels. Sequestration of CO2 by Ocean Fertilization[C]. Poster Presentation for NETL Conference on Carbon Sequestration. 2001, 1-8, Virginia.
- [10] Martin J H, Coale K H, Johnson K S, et al. Testing the iron hypothesis in ecosystems of the equatorial Pacific Ocean[J]. Nature, 1994, 371: 123-129.
- [11] Coale K H, Fitzwater S E, Gordon R M, et al. Control of community growth and export production by upwelled iron in the equatorial Pacific Ocean[J]. Nature, 1996, 379: 621-624.
- [12] De Baar H, De Jong J. Distributions, sources and sinks of iron in seawater M / Turner D R, Hunter K A. Biogeochemistry of Fe in Seawater. SCOR/IUPAC Chichester,

- 2001:123-253.
- [13] Hutchins D A, DiTullio G R, Zhang Y, et al. An iron limitation mosaic in the California upwelling regime[J]. Limnology and Oceanography, 1998, 43(6):1 037-1 054.
- [14] Hutchins D A, Sedwick P N, DiTullio G R, et al. Phytoplankton Fe limitation in the Humboldt Current and Peru Upwelling[J]. Limnology and Oceanography, 2002, 47: 997-1 011.
- [15] Boyd P W, Watson A J, Law C S, et al. A mesoscale phytoplankton bloom in the polar Southern Ocean stimulated by iron fertilization[J]. Nature, 2000, 407:695-702.
- [16] Steve E F, Kenneth H C, Michael G R, et al. Iron deficiency and phytoplankton growth in the equatorial Pacific[J]. Deep Sea Research, 1996, 43(4-6): 995-1 015.
- [17] Harrison P J, Boyda P W, Varela D E, et al. Comparison of factors controlling phytoplankton productivity in the NE and NW subarctic Pacific gyres[J]. Progress in Oceanography, 1999, 43(2-4): 205-234.
- [18] Martin J H, Gordon R M. Northeast Pacific iron distributions in relation to phytoplankton productivity[J]. Deep-Sea Research I, 1988, 35:177-196.
- [19] Murata A, Kumamoto Y, Saitoa C, et al. Impact of a spring phytoplankton bloom on the CO₂ system in the mixed layer of the northwestern North Pacific[J]. Deep-Sea Research II, 2002, 49;5 531-5 555.
- [20] Takeda S, Tsuda A. An in situ iron-enrichment experiment in the western subarctic Pacific (SEEDS): Introduction and summary[J]. Progress in Oceanography, 2005, 64:95-109.
- [21] Bozec Y, Bakker D C E, Hartmann C. The CO₂ system in a Redfield context during an iron enrichment experiment in the Southern Ocean[J]. Marine Chemistry, 2005, 95:89-105.
- [22] Jickells T. The inputs of dust derived elements to the Sar-gasso Sea: a synthesis[J]. Marine Chemistry, 1999, 68: 5-14.
- [23] Jickells T, Spokes L. Atmospheric iron inputs to the oceans [C] // Turner D R, Hunter K A. The Biogeochemistry of Iron in Seawater. SCOR-IUPAC, Baltimore, 2001: 85-121.
- [24] De Baar, Boyd P M. The role of iron in plankton ecology and carbon dioxide transfer of the global oceans [M]// Hanson R B, Ducklow H W, Field J G. The Dynamic Ocean Carbon Cycle: A Midterm Synthesis of the Joint Global Ocean Flux Study. Cambridge: Cambridge University Press. 2000;61-140.
- [25] Johnson K S, Gordon R M, Coale K H. What controls dissolved iron concentrations in the world ocean? [J]. Marine Chemistry, 1997, 57:137-161.
- [26] Boye M, Constant MG, Jeroen TM, et al. Organic com-

- plexation of iron in the Southern Ocean[J]. Deep-Sea Research I, 2001, 48:1 477-1 497.
- [27] Wu J B, Sunda E W, Wen L S. Soluble and colloidal iron in the oligotrophic North Atlantic and North Pacific[J]. Science, 2001, 293:847-849.
- [28] Takata H, Kenshi K, Shoei I, et al. Spatial variability of iron in the surface ocean water of the northwestern North Pacific Ocean[J]. Marine Chemistry, 2004, 86(3/4):139-157.
- [29] Klunder M B, Laan P, Middag R, et al. Dissolved iron in the Southern Ocean (Atlantic sector) [J]. Deep Sea Research Part II, 2011, 58(25/26):2 678-2 694.
- [30] Martin J H, Gordon R M, Fitzwater S E, et al. VER-TEX: Phytoplankton/iron studies in the Gulf of Alaska [J]. Deep-Sea Research I,1989, 36:649-680.
- [31] Duce R A, Tindale N W. Atmospheric transport of iron and its deposition in the ocean[J]. Limnology and Oceanography, 1991.36:1715-1726.
- [32] Leckie R M, Bralower T J, Cashman R. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous[J]. Paleoceanography, 2002, 17:1-29.
- [33] Kevin B, Trond H T. Derivation of Large Igneous Provinces of the past 200 million years from long-term heterogeneities in the deep Mantle[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 227:531-538.
- [34] Ingle S, Coffin M F. Impact origin for the greater Ontong Java Plateau? [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 218(1/2):123-134.
- [35] Mann P, Taira A. Global tectonic significance of the Solomon Islands and Ontong Java Plateau convergent zone[J]. Tectonophysics, 2004, 389:137-190.
- [36] Richard E E, Kenneth L B, Ian H C. Frontiers in Large Igneous Province research [J]. Lithos, 2005, 79(3/4): 271-297.
- [37] Coffin M F, Eldholm O. Large igneous provinces; crustal structure, dimensions, and external consequences[J]. Reviews of Geophysics, 1994, 32:1-36.
- [38] Sinton C W, Duncan R A. An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1998, 155:221-235.
- [39] Tarduno J A, Sliter W V, Kroenke L, et al. Rapid formation of Ontong Java Plateau by Aptian Mantle Plume Volcanism [J]. Science, 1991, 254;399-403.
- [40] Kevin B, Trond H T. Derivation of Large Igneous Provinces of the past 200 million years from long-term heterogeneities in the deep Mantle[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 227:531-538.
- [41] Philip E J, Paterno R C. Geochemistry of the oldest Atlantic oceanic crust suggests Mantle plume involvement in

- the early history of the central Atlantic Ocean[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2001, 192;291-302.
- [42] Gordon R M, Coale K H, Johnson K S. Iron distributions in the equatorial Pacific: implications for new production [J]. Limnology and Oceanography, 1997, 141:419-431.
- [43] Wells M L, Vallis G K, Silver E A. Tectonic processes in Papua New Guinea and past productivity in the eastern equatorial Pacific Ocean[J]. Nature, 1999, 398:601-604.
- [44] Rolf S A, Michael G, Fred T M. The control of Phanerozoic atmosphere and seawater composition by basalt-seawater exchange reactions[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2006, 88:412-415.
- [45] Asimow P D, Hirschmann M M, Stolper E M. Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals, melts: IV. Adiabatic decompression, the composition, mean properties of mid-ocean ridge basalts[J]. Petrology, 2001, 42:963-998.
- [46] 刘玉山,张桂兰. 250~500 ℃、100 MPa 下海水—玄武岩 反应的实验研究[J]. 地球化学, 1996, 25: 53-62.
- [47] Lui H C, Jeffrey C A, Damon A H. Lithium and lithium isotope through the upper oceanic crust: a study of seawater-basalt exchange at ODP Sites 504B and 896A[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 201:187-201.
- [48] Mackey D J, O'Sullivan J E, Watson R J. Iron in the western Pacific: a riverine or hydrothermal source for iron in the Equatorial Undercurrent ? [J]. Deep-Sea Research I, 2002, 49:877-893.
- [49] Nishioka J, Obata H, Tsumune D. Evidence of an extensive spread of hydrothermal dissolved iron in the Indian Ocean[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2013, 361 (1):26-33.
- [50] Blank J G, Delaney J R, Des Marsais D. The concentration isotopic composition of carbon in basaltic glasses from the Juan de Fuca Ridge[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1993, 7:875-888.
- [51] Pineau F, Javoy M. Strong degassing at ridge crests: the behavior of dissolved carbon, water in basalt glasses at Mid-Atlantic ridge[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1994, 123, 79-198.
- [52] Fisk MR, Giovannoni SJ, Thorseth IH. The extent of microbial life in the volcanic crust of the ocean basins[J]. Science, 1998, 281:978-980.
- [53] Torsvik T, Furnes H, Muehlenbachs K, et al. Evidence

- for microbial activity at the glass-alteration interface in oceanic basalts [J]. Earth and Planetary Science Letters, Earth and Planetary Science Letters, 1998, 162 (1-4): 165-176.
- Furnes H, Staudigel H. Biological mediation of basalt Γ547 glass alteration in the ocean crust: how deep is the deep biosphere ? [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1999, 166:97-103.
- Furnes H, Muehlenbachs K, Torsvik T, et al. Microbial [55] fractionation of carbon isotopes in altered basaltic glass from the Atlantic Ocean, Lau Basin and Costa Rica Rift [J]. Chemical Geology, 2001, 173(4):313-330.
- [56] Furnes H, Banerjee N R, Staudigel H, et al. Comparing petrographic signatures of bioalteration in recent to Mesoarchean pillow lavas: Tracing subsurface life in oceanic igneous rocks[J]. Precambrian Research, 2007, 158(3/4): 156-176.
- [57] Olivier R, Shuhei O, Jeff A, et al. Sulfur isotope evidence for microbial sulfate reduction in altered oceanic basalts at ODP Site 801 [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2008, 268(1/2):110-123, 305.
- [58] Jeffrey CA, Pilar M. On the role of microbes in the alteration of submarine basaltic glass: a TEM study [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2000, 181:301-313.
- [59] Thorseth I H, Pedersen R B, Christie D M. Microbial alteration of $0 \sim 30$ -Ma seafloor and sub-seafloor basaltic glasses from the Australian Antarctic Discordance [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2003, 215:237-247.
- [60] Wolfgang B, Karina J E. Iron and sulfide oxidation within the basaltic ocean crust: Implications for chemolithoautotrophic microbial biomass production[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2003, 67:3 871-3 887.
- [61] Wang C S, Hu X M. Cretaceous world and oceanic red beds[J]. Earth Science Frontiers, 2005, 12:11-21.
- [62] Hu X M, Luba J, Massimo S. Mid-Cretaceous oceanic red beds in the Umbria-Marche Basin, central Italy: Constraints on paleoceanography and paleoclimate[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2005, 233:163-186.
- [63] Arvidson R S, Guidry M, Mackenzie F T. The control of Phanerozoic atmosphere and seawater composition by basalt seawater exchange reactions[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2006, 88:412-415.

MODERN OCEAN IRON RELEASE EXPERIMENT AND ITS IMPLICATIONS FOR PALAEOCEANOGRAPHIC STUDY: FORMING MECHANISMS OF CORBS

ZHANG Zhenguo 1,2,3 , DUAN Xingkuan 1,2 , GAO Lianfeng 1,2,3 , WANG Chunlei 4 , LENG Chunpeng 1,2 , CUI Yue 1,2,3

(1 College of Mining Engineering, Hebei United University, Tangshan 063009, Hebei, China;
2 Center of Stratigraphy and Palaeobiology, Hebei United University, Tangshan 063009, Hebei, China;
3 Key Laboratory of Mineral Development and Security Technology of Hebei Province, Tangshan 063009, Hebei, China;
4 College of Information Engineering, Hebei United University, Tangshan 063009, Hebei, China)

Abstract: The occurrence of Cretaceous Oceanic Red Beds (CORBs) suggest an oxic ocean in Late Cretaceous. Based on the data from the modern ocean iron release experiment, we discussed in this paper the function of iron in the oceanic oxic proces and the mechanism of oceanic environment change from anoxic to oxic in Cretaceous. Submarine volcanism provides enomous basic and ultrabasic lava, which contains a certain amount of Fe, onto the seafloor. When the lava react with seawater, the element Fe will be released to and dissolve in seawater. Iron is a micronutrient essentially required by the synthesis of enzymes during photosynthesis in the oceanic environment, and will help phytoplankton boom rapidly. The booming of phytoplankton needs carbon dioxide and will take it from the nature, wherever it is in atmosphere or in ocean. This process will produce a great amount of oxygen, and cause the formation of an oxic environment characterized by red sediment rich in Fe³⁺. The forming mechanism of the CORBs is supposed to be a complicated bio-oceanic-geochemical process related to submarine magmatic activities.

Key words: palaeoceanography; ocean iron release experiment; Cretaceous; Oceanic Red Beds; oxic process and mechanism